

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 54 (1974)

Heft: 1

Artikel: Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald

Autor: Maggetti, Marino

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-42187>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 25.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald

Von *Marino Maggetti* (Fribourg)*)

Mit 9 Figuren und 2 Tabellen im Text

Zusammenfassung

Die beiden intrusiven Diorit-Typen (Hornblende- und Biotit-Diorite) des Bergsträsser Odenwaldes werden charakterisiert und die genetischen Vorstellungen diskutiert.

Behandelt werden insbesonders die grundlegenden Unterschiede sowie der synorogene Charakter und das Intrusionsniveau beider Typen. Während die anatektische Entstehung (aus Biotit-Gneisen) der Biotit-Diorite gesichert ist, können für die Genese der Hornblende-Diorite Differentiations- oder anatektische Prozesse in Betracht gezogen werden. Doch zeigt die Zusammenschau der geologischen, petrographischen, mineralogischen und geochemischen Indizien, dass die meisten Hornblende-Diorite durch Assimilations- und Differentiations-Vorgänge entstanden sind.

Abstract

A description of the two intrusive diorite-types (hornblende- and biotite-diorites) from the Bergsträsser Odenwald is given and the genetic hypothesis discussed.

The main differences, the synorogenic character and the level of crystallization of the diorites are exposed. The biotite-diorites represent anatectic products from biotite-gneisses; the hornblende-diorites could be explained as anatectic or differentiation products. However, geological, petrographical, mineralogical and geochemical evidences suggests an origin by differentiation and assimilation processes.

1. Einleitung

Die fünfziger und sechziger Jahre der Odenwälder Diorit-Forschung sind gekennzeichnet durch die Vorstellungen von ERDMANNSDÖRFFER (1949), NICKEL (1949, 1952, 1956) und D. D. KLEMM (1966), wonach viele dieser intermediären Plutonite aus Amphiboliten und Hornblende-Gneisen entstan-

*) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, CH-1700 Fribourg, z. Z. Institut für Gesteinshüttenkunde der TH, D-51 Aachen.

den seien. Bei manchen wurde eine Entstehung *in situ* angenommen, bei anderen eine Mobilisation in der Tiefe mit anschliessender Intrusion. Gegen die *in-situ*-Bildung wandten sich vor allem BARTH (1972a), D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1971, 1972), MAGGETTI (1971), OKRUSCH und RICHTER (1969), WEBER-DIEFENBACH (1970) und nahmen die Intrusionen echter intermediärer Magmen an, aus denen dann die Diorite kristallisierten. Der in der Tiefe abgelaufene Bildungsprozess dieser dioritischen Magmen blieb umstritten. Gleichzeitig stellte sich heraus, dass grundsätzlich mehrere Arten von Dioriten zu unterscheiden sind. Die Ausdrücke «Dioritisation», «Aoritbildung» usw. können daher nur auf einen Teil der dioritischen Gesteine angewendet werden. In diesem Zusammenhange unterteilten MAGGETTI und NICKEL (1973) die Diorite in zwei Haupt-Typen (Hornblende-Diorite¹) und Biotit-Diorite) die sich stofflich, strukturell und genetisch klar unterscheiden.

Über die Geologie und Petrographie der Odenwälder Diorite wurde viel publiziert. Eingehendere neuere Untersuchungen dazu stammen von BARTH (1972a,b), EIGENFELD (1963), ERDMANNSDOERFFER (1949), HORN (1965), MAGGETTI (1971), MAGGETTI und NICKEL (1973), NICKEL (1949, 1952, 1956), NICKEL und MAGGETTI (1974), TROCHIM (1960). Zur Geochemie äusserten sich EIGENFELD (1963), HORN (1965), G. KLEMM (1925), D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1971, 1972), OKRUSCH und RICHTER (1969), WEBER-DIEFENBACH (1970, 1974).

Nachdem nun die Odenwälder Dioritforschung einen gewissen Abschluss erreicht hat, scheint es sinnvoll, den heutigen Stand zu umreissen und die noch offenen Probleme aufzuzeigen.

2. Die zwei fundamentalen Diorit-Typen des Odenwaldes

In den neueren Detail-Untersuchungen wurden folgende Erkenntnisse gewonnen: aus dem Gesamtbereich der dioritischen bis gabbroiden Gesteine lassen sich zwei fundamentale Typen herauslösen: die Hornblende-Diorit-Serie und die Biotit-Diorit-Serie. Neben diesen verbleiben eine Anzahl «Dioritoide», die hier nicht weiter behandelt werden sollen (näheres hierzu bei NICKEL und MAGGETTI 1974).

Beschränkt man sich auf die genannten beiden Serien, so muss man feststellen, dass diese Gesteine zweifellos durch *Intrusionen* ihren Platz im heute erschlossenen Gebirge erhalten haben. Abgesehen hiervon aber ist die Aus-

¹⁾ In MAGGETTI (1971) wurden die Hornblende-reichen Plutonite des mittleren Odenwaldes in Gabbros, Gabbrodiorite und Diorite unterteilt. Dieser Gliederung folgten MAGGETTI und NICKEL (1973). Da echte Hornblende-Diorite mengenmässig selten sind, werden in dieser Arbeit auch die Hornblende-Gabbrodiorite zu den Dioriten gestellt.

bildung und der genetische Zusammenhang der beiden Serien sehr verschieden. Dies ergibt sich einmal durch die Verfeinerung der Petrographie der Hornblende-Diorite (Unterteilung in viele Abarten, Intrusionssequenz, Mineralsequenz), sodann durch die neue petrographische Definition der Biotit-Diorite und schliesslich durch die geochemische Charakterisierung beider Diorit-Typen.

Diese Daten seien nun kurz zusammengefasst.

a) Zur Intrusionsnatur der Diorite

Die intermediären Plutonite treten meist in schmalen, steil stehenden Zügen und linsigen Körpern auf, bilden seltener stockartige Vorkommen. Die Streichrichtung aller Linsen und Lagen ist SW-NE (erzgebirgisch), also gleichsinnig dem Lagenbau der Metamorphite. Während die Hornblende-Diorite vorwiegend in den sogenannten Diorit-Zügen (d. h. in breiteren, SW-NE gerichteten Gesteins-Arealen) anzutreffen sind, verteilen sich die Biotit-Diorite hingegen auf die Gebiete zwischen den Dioritzügen und bilden dort schmälere, lagige Intrusivkörper innerhalb der Metamorphite. In den Diorit-Zügen besteht die Altersrelation: Hornblende-Gabbros → Hornblende-Diorite.

Das intrusive Verhalten beider Diorit-Typen (Schollenführung, Entsendung von Apophysen ins Nebengestein, Kontaktfazies im Diorit und im Nebengestein) ist nicht immer augenscheinig. Die Hornblende-Diorite sind älter als die Biotit-Diorite und beide jünger als die Metamorphite. Charakteristisch sind schlierige Übergänge und unscharfe Grenzen zwischen den einzelnen Dioriten; diese Phänomene können durch rasch aufeinander folgende Intrusionen in die noch «warmen» Vorläufer gedeutet werden.

b) Zur tektonischen Stellung der Diorite

Während die ältesten Plutonite (Gabbros) des Odenwaldes massig entwickelt sind, zeigen die jüngeren Diorite eine im Zuge der Intrusionen immer straffer ausgebildete Parallel-Textur. Diese ist bei den Hornblende-Dioriten an grösseren Körpern oft nur am Rande, in schmäleren Zügen aber durchgehend zu sehen. Ganz frappant ist die starke Einregelung der Biotit-Diorite, welche phänomenologisch als Gneise anzusprechen sind, in Wahrheit aber Primär-gneise darstellen. Die (regionalgeologischen) Gründe für diese Annahme sind bei NICKEL und MAGGETTI (1974) dargelegt.

Diese, für die Odenwälder Diorite charakteristische Parallel-Textur kann nur durch besondere Kristallisationsbedingungen der dioritischen Magmen erklärt werden. Während die Gabbros also noch unter ruhigen Bedingungen auskristallisierten, müssen die nachfolgenden Intrusionen immer stärkeren Pressungen und Einengungen bei der Kristallisation ausgesetzt gewesen sein, mit einem Maximum bei der Erstarrung der Biotit-Diorite.

Magmentektonisch sind die Diorite also als synorogene (synkinematische, syntektonische) Intrusiva anzusprechen.

c) Zur petrographischen und geochemischen Typisierung der Diorite

Beide Diorite unterscheiden sich deutlich im Gefüge, im Anorthitgehalt und im qualitativen wie quantitativen Mineralbestand (Tab. 1, Fig. 1–4). Während die Hornblende-Diorite im Gefüge wie Mineralbestand stark variieren, und deshalb viele Typen ausgeschieden werden können, sind die Biotit-Diorite insgesamt homogener.

Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite unterscheiden sich durch die Natur des Mafits, wobei die Hornblende-Diorite durchweg mafitreicher sind als die Biotit-Diorite. Die Plagioklase sind bei ersteren deutlich basischer (vorwiegend 55–48 An %) als bei letzteren (vorwiegend 27–35 An %).

Die schon im Gelände festzustellende enge Verknüpfung der Hornblende-Diorite mit den Hornblende-Gabbros zeigt sich auch im Schliffe. Auf Grund der Ausbildung der Hauptminerale (Hornblende, Plagioklas) sowie den gegenseitigen Mineralbeziehungen können drei sich ablösende Mineral-Generationen

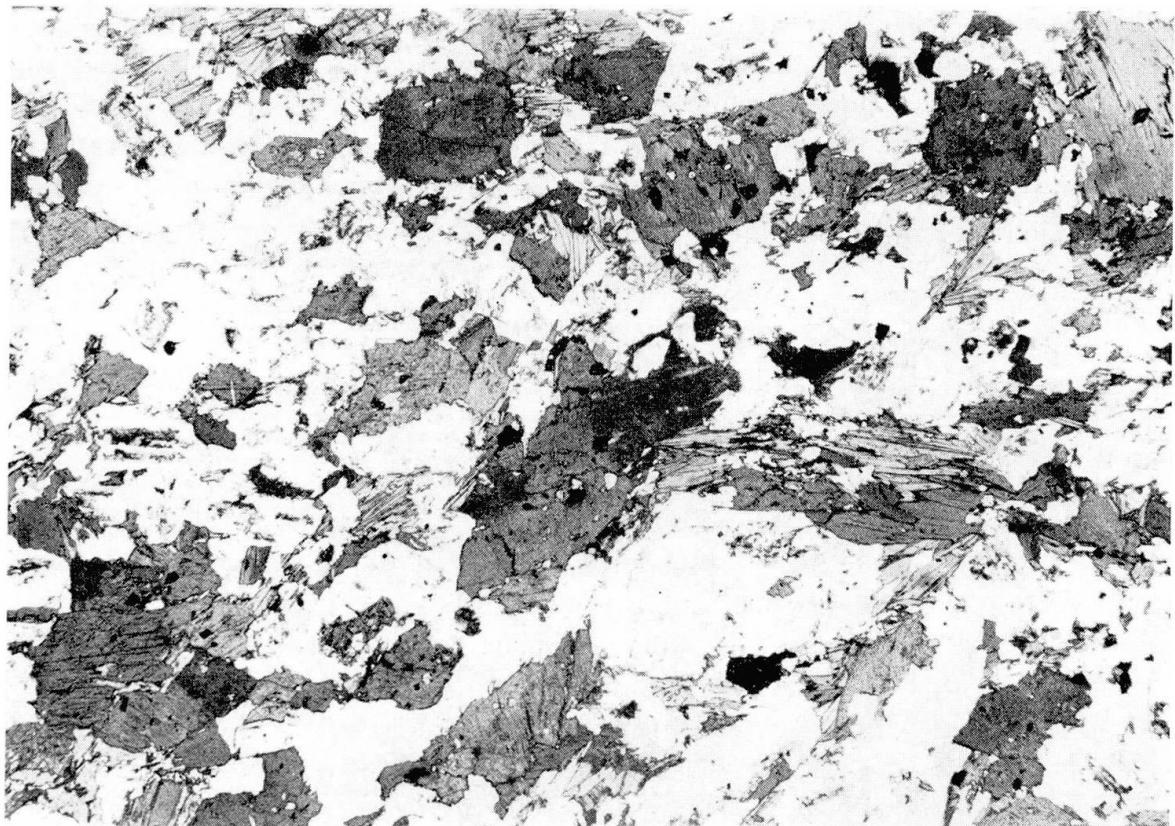


Fig. 1. Normaler Hornblende-Diorit. Das hypidiomorph-körnige, magmatische Gefüge wird von der Hornblende bestimmt. Schliff 8/269. Quarzführender Hornblende-Gabbrodiorit. Stbr. Steiniger Weg. Vergr. 11×. 1 N.

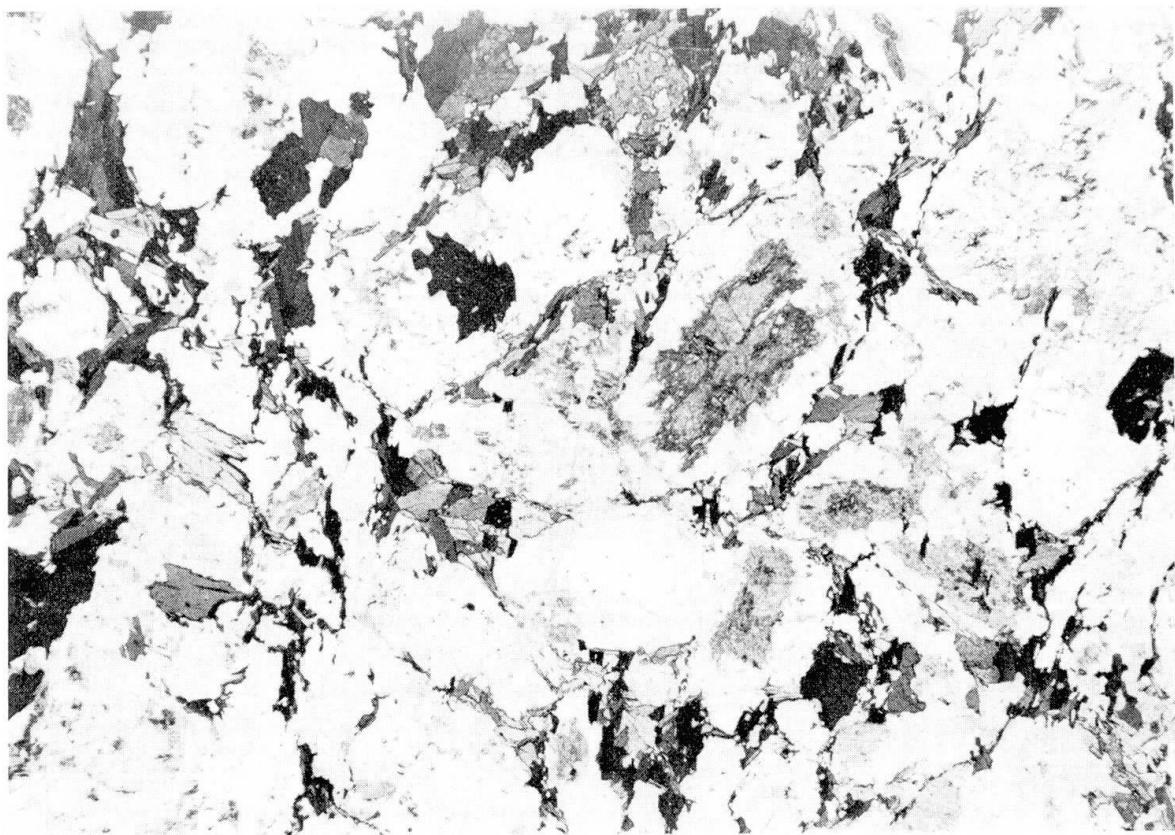


Fig. 2. Typischer Aspekt eines Biotit-Diorites. Gefügebemerkend sind hier die rundlichen grossen Plagioklase. Die viel kleineren Mafite, überwiegend Biotite, verteilen sich entlang den Plagioklas-Korngrenzen oder ballen sich in den Zwickeln zu monomineralischen Haufen zusammen. Das Gefüge ist nicht normal-magmatisch: durch die syntektonische Kristallisation entstehen starke Konvergenzen zu plagioklas-metablastischen Strukturen. Schliff 9b/243. Stbr. Schelmenacker. Vergr. 11×. 1 N.

unterschieden werden. Es ergibt sich das Bild einer kontinuierlichen Mineralabfolge:

1. Generation (Plagioklas An 90–60 + olive Hornblende + dunkelbrauner Biotit).
2. Generation (Plagioklas An 55–45 + grüne Hornblende + brauner Biotit + Quarz).
3. Generation (Plagioklas An 40–20 + blaugrüne Hornblende + hellbrauner Biotit + Quarz).

In den Hornblende-Gabbros dominiert volumenmässig die 1. Generation. In den Hornblende-Dioriten zeigt die erste intensive Korrosionserscheinungen und die zweite Generation ist mit der dritten im Gleichgewicht.

Die Hornblende-Diorite bilden also eine unruhige Kristallisationsgeschichte ab, in der sich keine Gleichgewichte zwischen den Erstkristallisaten und der sich laufend verändernden Schmelze einstellen konnten.

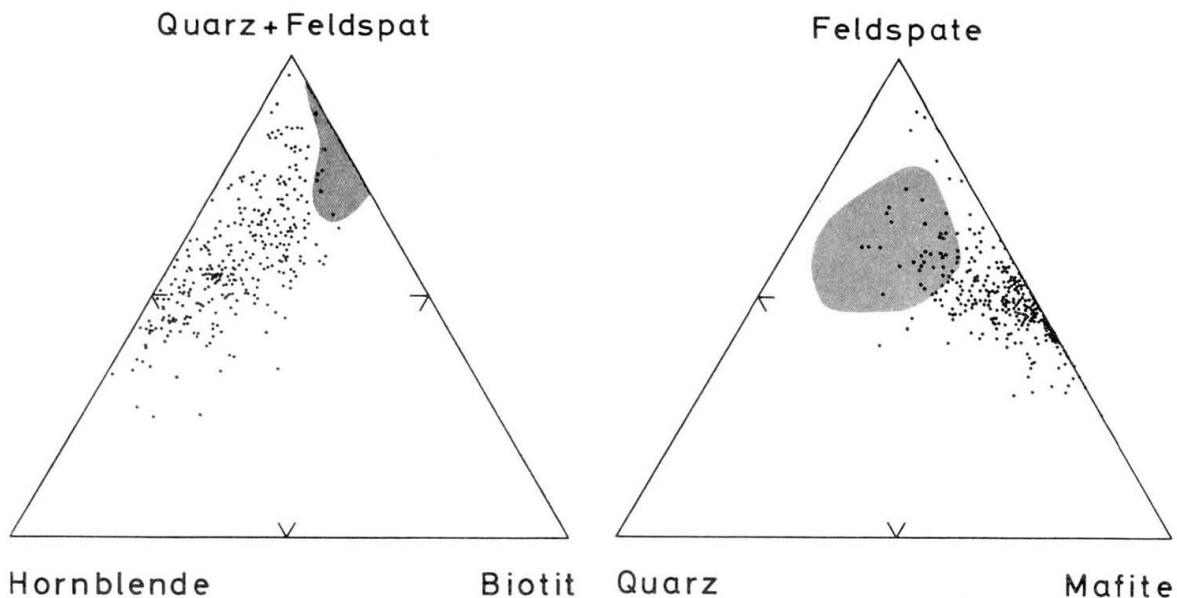


Fig. 3. Vergleich der beiden Diorit-Typen anhand des Systems Hornblende-Biotit-Quarz + Feldspat. Punkte = Hornblende-Diorite (316 eigene und Literatur-Angaben). Schraffiertes Feld = Biotit-Diorite (28 Analysen aus MAGGETTI und NICKEL 1973). Im Gegensatz zu den Biotit-Dioriten streuen die Hornblende-Diorite in ihrer Zusammensetzung extrem.

Fig. 4. Vergleich der beiden Diorit-Typen im Modal-Dreieck Quarz-Mafite-Feldspate. Zeichenerklärung wie bei Fig. 3.

Beide Typen nehmen wiederum klar gesonderte Bereiche ein. Bei den Hornblende-Dioriten ist die typische weite Streuung gut zu sehen, doch zeichnet sich eine Häufung der darstellenden Punkte in der Nähe eines Feldspat/Mafit-Verhältnisses von 50 : 50 ab. Die Hornblende-Diorite sind deutlich mafitreicher und quarzärmer als die Biotit-Diorite; letztere schwanken aber stark im Feldspat/Quarz-Verhältnis.

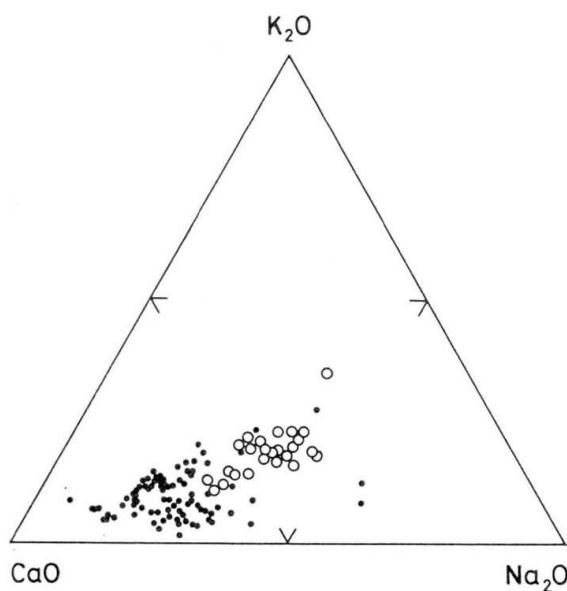


Fig. 5. Vergleich der beiden Diorit-Typen im Dreieck CaO-Na₂O-K₂O. Hornblende-Diorite (Punkte, 85 Analysen aus der Literatur), Biotit-Diorite (Kreise, 25 Daten nach WEBER-DIEFENBACH 1974). Die darstellenden Punkte beider Typen streuen in weiten Bereichen und lassen keine deutlich ausgeprägte Variationstendenz erkennen. Immerhin ist eine \pm gleichmässige Zunahme von K und Na festzustellen.

Die Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite unterscheiden sich auch in geochemischer Hinsicht in wesentlichen Zügen. Die Biotit-Diorite haben deutlich höhere Werte von SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O und geringere von Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO als die Hornblende-Diorite, sind also im ganzen gesehen saurer als letztere. Im Konzentrationsdreieck CaO-Na₂O-K₂O (Fig. 5) fallen die Projek-

Tabelle 1. *Chemismus und Modalgehalt der Diorite*

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|------|------|----------------|
| SiO ₂ | 50,4 | 54,8 | 59,2 |
| TiO ₂ | 1,65 | 0,87 | 0,8 |
| Al ₂ O ₃ | 18,0 | 17,2 | 18,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,37 | 1,73 | |
| FeO | 8,94 | 6,80 | 6,3 (Fe total) |
| MnO | 0,20 | 0,17 | 0,11 |
| MgO | 4,3 | 4,8 | 2,2 |
| CaO | 8,75 | 8,52 | 5,1 |
| Na ₂ O | 2,50 | 2,50 | 4,26 |
| K ₂ O | 1,70 | 1,64 | 2,04 |
| Quarz | 3 | 9 | 17 |
| Plagioklas | 46 | 45 | 61 |
| Birott | 16 | 15 | 18 |
| Hornblende | 32 | 30 | 3 |
| Akzessorien | 3 | 1 | 1 |
| FZ | 51 | 46 | 22 |

1 und 2 = Hornblende-Diorite

3 = Biotit-Diorit

Hornblende-Diorite: Auf Grund der modalen und chemischen starken Schwankungen ist die Angabe eines einzigen Mittelwertes illusorisch. Die zwei Proben stellen repräsentative Zusammensetzungen dar (1 = Od 16, 2 = Od 23 nach OKRUSCH und RICHTER 1969).

Biotit-Diorite: Chemismus nach WEBER-DIEFENBACH (1974), Mittel von 25 Analysen. Modal-Werte nach MAGGETTI und NICKEL (1973), Mittel von 28 Analysen.

tionspunkte der Hornblende-Diorite in den Bereich der Normal-Diorite, die der Biotit-Diorite hingegen teilweise ins Feld der Quarzdiorite (nach BUESCH 1970). Dies stimmt mit den modalen Verhältnissen überein.

3. Das Intrusionsniveau der Diorite

Die Tiefe, in der die basischen und intermediären Magmen des Odenwaldes kristallisierten, kann auf Grund der Mineral-Ausscheidungsfolge und den kontaktmetamorphen Überprägungen relativ gut abgeschätzt werden. Dies sei am Beispiel der Hornblende-Diorite vorgeführt.

a) Die Mineral-Ausscheidungsfolge

Die reiche Hornblende-Führung in den Hornblende-Dioriten und -Gabbros zeigt deutlich, dass die Schmelzen wassergesättigt waren. Bei Annahme von $p_{\text{H}_2\text{O}} = p_{\text{total}}$ kann man die Kristallisationstiefe der Odenwälder Hornblende-Gabbros nach den experimentellen Resultaten von YODER und TILLEY (1962) abschätzen. Diese Autoren untersuchten unter anderem auch den Kristallisationsverlauf wassergesättigter basaltischer Schmelzen. Die Hornblende-Gabbros des mittleren Odenwaldes stimmen in ihrem Chemismus am ehesten

mit den high-alumina-basalts überein. Vergleicht man nun die im Schliff festgestellte Mineral-Ausscheidungsfolge der Odenwälder Hornblende-Gabbros mit der experimentell zu erwartenden, so kann damit der zur Zeit der Kristallisation herrschende Druck und, wenn $p_{\text{total}} = p_{\text{H}_2\text{O}}$, die Kristallisationstiefe der Schmelze wie folgt ermittelt werden:

Kritisch ist das relative Ausscheidungsalter der beiden Hauptminerale Hornblende und Plagioklas. Nach den Experimenten (Fig. 6) scheidet sich in einer high-alumina-basalt-Schmelze bei einem Druck über 2,5 kb die Hornblende vor dem Plagioklas, bei einem Druck unter 2,5 kb der Plagioklas vor der Hornblende aus.

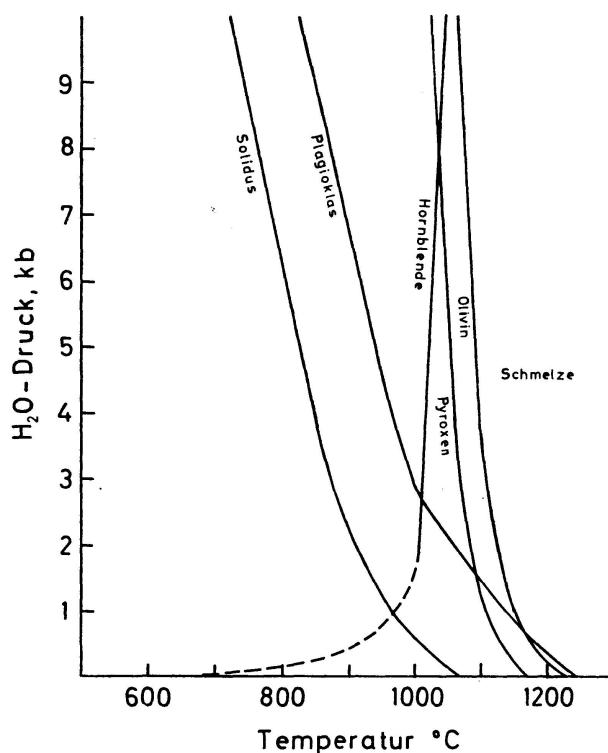


Fig. 6. Natürliches high-alumina basalt/H₂O-System (vereinfacht nach YODER u. TILLEY 1962). Erläuterung im Text.

In den Hornblende-Gabbros (wie in den Hornblende-Dioriten) ist der Plagioklas immer älter als die Hornblende, mit Ausnahme der Plagioklas-Gabbroporphyrite. Das bedeutet demnach, dass die Hornblende-Gabbros bei einem Druckintervall von 1,5–2,5 kb kristallisierten, d. h. in einer Tiefe von 5–9 km.

Die Plagioklas-Gabbroporphyrite dokumentieren in ihrem Gefüge eine 2-phasige Kristallisationsgeschichte. In einer feinkörnigen Grundmasse nämlich (Plagioklase älter als Hornblendene) liegen grosse Plagioklas-Einsprenglinge mit kleinen, rundlichen Hornblende-Einschlüssen (hier also Hornblende älter als die Gross-Plagioklase). Durch den Vergleich der Anorthit-Gehalte zwischen Grundmasse-Plagioklasen (fast keine basischen Anteile) und den Einsprenglingen (Plagioklas praktisch gesamthaft An-reich) ergibt sich die Vermutung, dass diese Einsprenglinge in der Tiefe gewachsen sind, also Frühausschei-

dungen und keine Blasten darstellen. Diese Vermutung wird weiter erhärtet durch die Experimente von YODER und TILLEY: die grossen Plagioklase werden sich demnach beim Aufstieg des Magmas bei Drucken $> 2,5$ kb gebildet haben, während die Matrix bei Drucken unter $2,5$ kb kristallisierte.

Da die Hornblende-Diorite die gleiche Altersrelation Plagioklas/Hornblende zeigen wie die Hornblende-Gabbros und sie zudem nach geologisch-petrographischen Evidenzen (schlierige Kontakte) kurz nach diesen intrudierten, können die gewonnenen Kristallisationsbedingungen auch auf sie übertragen werden.

b) Kontaktmetamorphe Überprägungen

Nach mehreren Autoren (BARTH 1972a, MATTHES et al. 1972, VON RAUMER 1973) verlief die Regionalmetamorphose unter Drucken von 3–4 kb und erreichte maximale Temperaturen von 650–670°C. Diese Regionalmetamorphose vom Typ Abukuma kann nicht von den Gabbros und Dioriten hervorgerufen worden sein, denn die in diesen Gesteinen steckenden Einschlüsse sind schon als regionalmetamorphe Schollen aus dem Altbestand herausgelöst worden (G. KLEMM 1931). Ein weiteres Gegenargument ist die fehlende Übereinstimmung der Druckverhältnisse bei der Metamorphose (3–4 kb) mit denjenigen bei der Kristallisation der Plutonite (unter 2,5 kb, s. S. 46).

Hingegen zeigen die Metamorphite, besonders in der Nähe von Olivin-Pyroxen-Gabbros, eine kontaktmetamorphe Überprägung. Eine solche Überprägung von Amphiboliten durch den Olivin-Pyroxen-Gabbro-Pluton vom Frankenstein wurde von MATTHES und SCHUBERT (1971) untersucht. Nach diesen Autoren handelt es sich beim Frankenstein um einen dachnahen Anschnitt des Plutons, der schon regionalmetamorphe Amphibolite in Pyroxen-Hornfelsfazies kontaktmetamorph überprägte. Beide Autoren halten es für sehr wahrscheinlich, dass eine Decklast von etwa 3–4 km (1 kb) vorgelegen hat und maximale Temperaturen von 720–750°C bei der Aufheizung der Amphibolite kaum überschritten worden sind.

Im Gegensatz zum Olivin-Pyroxen-Gabbro des Frankensteins ist in der Nähe der Hornblende-Gabbros und -Diorite keine kontaktmetamorphe Überprägung zu beobachten. Dies kann nur bedeuten, dass deren Intrusionstemperatur entschieden niedriger war als diejenigen der Olivin- und Pyroxen-führenden Magmen und sie deswegen das Nebengestein nicht über 650–670°C (= Höchst-Temperatur der Regionalmetamorphose) aufheizen konnten.

Da der sogenannte Haupt-Dioritzug einen langgestreckten, linsigen Körper bildet, kann nach JAEGER (1957) die ungefähre Temperaturerhöhung des Nebengesteins berechnet werden. In dieser Berechnung müssen die Liquidus-Temperatur des Magmas und der bei der Intrusion herrschende geothermische Gradient eingesetzt werden. Letzterer kann auf Grund der Angaben von MATTHES und SCHUBERT (1971) auf 48–57°C/km veranschlagt werden.

Zur Berechnung dieses Gradienten:

Ein Gabbro-Magma mit einer Liquidus-Temperatur von 1100°C ¹⁾ erhitzt das Nebengestein in einer Entfernung von $1/10$ des Plutonds durchmessers um 550°C + Temperatur des Nebengesteins bei der Intrusion (JÄGER 1957). Ist also die Temperatur von $720-750^{\circ}\text{C}$ nicht überschritten worden, muss das Nebengestein bei der Gabbro-Intrusion eine Temperatur von $170-200^{\circ}\text{C}$ besessen haben ($720/750 - 550 = 170-200$). Das Gestein war aber damals in einer Tiefe von 3,5 km; es ergibt sich somit ein Temperaturgradient von ungefähr $48-57^{\circ}\text{C/km}$.

Nimmt man einen gleichen geothermischen Gradienten für den ganzen Bereich des Odenwaldes und eine maximale Liquidus-Temperatur von 900°C ²⁾ der Hornblende-Diorit-Magmen an, so dürfte deren Kristallisationstiefe kaum 4 km (1 kb) unterschritten haben, denn sonst wäre das Nebengestein in $1/10$ der Plutondicke-Entfernung (Hauptdiorit-Zug ca. 3 km breit) über 650°C erhitzt worden (Fig. 7). Dies ist nun aber nicht der Fall, da ja die angrenzenden Gneise keine kontaktmetamorphe Beeinflussung zeigen.

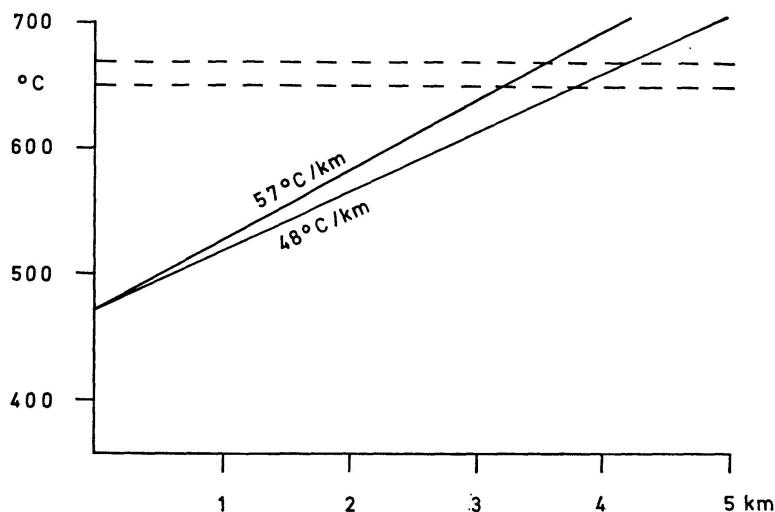


Fig. 7. Aufheizung des Nebengesteins durch ein 900°C heißes Magma bei einem Abstand von $1/10$ der Plutondicke. Berechnung nach den Daten von JÄGER (1957) unter Zugrundelelung von 2 geothermischen Gradienten. Gestrichelt = Maximaltemperaturen (650 bis 670°C) der vor-intrusiven Regionalmetamorphose. Erläuterung im Text.

Demgegenüber könnte argumentiert werden, dass im heutigen Anschnitt die einzelnen Gesteinspakete nicht mehr im ehemaligen Verband liegen. Durch eine Art Bruchschollen-Tektonik könnten jetzt ursprünglich tiefere Einheiten (z. B. der Haupt-Dioritzug) neben höheren (z. B. der Haupt-Schieferzug, der somit nicht kontaktmetamorph beeinflusst worden wäre), liegen. Es wäre aber doch ein sehr grosser Zufall, wenn ausgerechnet nur die kontaktmetamorphen Aureolen der Pyroxen-Gabbros noch im alten Verband mit diesen liegen würden und die Bruchschollen-Tektonik sich nur an den Grenzen der Hornblende-Plutonite zu den Metamorphiten ausgewirkt hätte!

Gneis-Schollen hingegen sind in solcher Tiefe (direkter Kontakt) nicht mehr stabil und müssen aufgeschmolzen werden. In den Hornblende-Dioriten sind also nur noch resistente Kalksilikate und Amphibolite als Einschlüsse zu erwarten. In der Tat wurden auch selten Gneis-Schollen aus den Hornblende-

¹⁾, ²⁾ Briefl. Mitteilung von K. WEBER-DIEFENBACH.

Dioriten beschrieben; diese zeigen aber meistens schon starke Beeinflussungen (NICKEL 1956, MAGGETTI 1971).

Zusammenfassend kann gesagt werden, *dass die Hornblende-Diorite in Tiefen von 3–4 km (um 1 kb) auskristallisierten. Die Biotit-Diorite sind wahrscheinlich auch bei ungefähr gleichen Druckbedingungen erstarrt, denn sie drangen kurz nach ihnen ins Gebirge ein.*

4. Die Entstehung der beiden Diorit-Typen

Nach dem Erläuterten gehören die Biotit-Diorite zur Familie der im weiteren Sinne granitischen Gesteine. Für diese Diorite haben wir im erschlossenen Niveau Hinweise auf eine Mobilisation; darüber orientierten MAGGETTI und NICKEL (1973) sowie WEBER-DIEFENBACH (1974). Man kann daher ein plausibles Modell für die Bildung der Biotit-Diorite entwerfen.

Im Gegensatz zur lithogenen Gesteinsbildung der Biotit-Diorite ist es bei den Hornblende-Dioriten nicht evident, ob die in der Tiefe gebildeten Magmen Differentiations- oder anatektische Produkte sind.

a) Die Biotit-Diorite

Man kann zeigen, dass im erschlossenen Stockwerk Biotit-Plagioklas-Gneise und deren metablastisch veränderte Derivate anstehen, in welche die Biotit-Diorite eindrangen. Für eine lithogene Entstehung dieser Diorite aus den Gneisen sprechen folgende Anzeichen:

- Die Plagioklase und Orthite der 3 Gesteinstypen lassen sich in eine genetische Abfolge einordnen.
- Im Biotit-Diorit finden sich Gefügerelikte (gneisige wie metablastische Anteile).
- Alle drei Gesteine besitzen den gleichen Mineralbestand.
- Chemisch und modal sind die drei Gesteine ähnlich.

Die leichten modalen und geochemischen Differenzen zwischen den Gneisen und den Dioriten können mit einer unvollständig verlaufenen Anatexis der Edukte erklärt werden; diese Annahme stimmt mit den Experimenten von WEBER-DIEFENBACH (1974) überein, denn bei 800° C und 2 kb sind die Biotit-Diorite stark aufgeschmolzen, während die Gneise noch einen kristallinen Anteil von 30–40% aufweisen. Durch die starken tektonischen Bewegungen wurden die anatektischen Magmen ausgequetscht, bevor die Gneise restlos aufgeschmolzen waren.

Die spezielle Problematik der Biotit-Diorite liegt bei ihrem synorogen geprägten Gefüge (NICKEL und MAGGETTI 1974, NICKEL 1973). Die Diorite zeigen

nämlich selten schön magmatische Strukturen; im Gelände sehen sie wie Gneise aus, im Schliff wie Plagioklas-Blastite. Weil diese Diorite auf Grund regionalgeologischer Argumente als Primärgneise (Protogneise) zu bezeichnen sind, müssen während ihrer Kristallisation starke Bewegungen geherrscht haben, die dem Gestein die Paralleltextur (Flaserung) aufprägten. Nach der Erstarrung erfolgte aber eine plagioklasblastische Regeneration des Gefüges. Diese Regeneration konnte erfolgen, weil der Raum dank den Intrusionen von grossen, granodioritischen Schmelzmassen lange genug sehr hoch erhitzt blieb (gleiche Altersdaten im ganzen mittleren Odenwald!).

Die flaserigen Biotit-Diorite zeigen also in ihrem Gefüge Konvergenzen zu regionalmetamorphen Gneisen und Plagioklas-Metablastiten. Dieser Fragenkreis übersteigt den Rahmen vorliegender Arbeit und wird hier nicht weiter behandelt.

b) Die Hornblende-Diorite

Am Beispiel des petrographisch wie geochemisch gut untersuchten sog. Haupt-Dioritzuges sei die Problematik «Differentiation oder Anatexis» erläutert. Nach MAGGETTI (1971) sind die Hornblende-Diorite Produkte eines gabbroiden Ursprungsmagmas, das durch Kristallisationsdifferentiation sowie Assimilationen seine Zusammensetzung laufend verändert hat. Die Herkunft und Entstehung dieses Ursprungsmagmas blieb offen. D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1972) hingegen fordern anatektische Prozesse in der Unterkruste für die Bildung der hornblende-dioritischen Magmen.

Die Argumente MAGGETTIS sind petrographischer, diejenigen von D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH geochemischer Natur. Insgesamt sind folgende Indizien heranzuziehen:

- Enge Verknüpfung der Hornblende-Diorite mit den Hornblende-Gabbros (Altersfolge: Gabbro → Diorit; Mineralsequenz).
- Ultramaftit-Vorkommen.
- Hauptchemismus. Gabbros und Diorite differieren in ihrem Hauptchemismus, doch überlappen sich die Felder in den einzelnen Diagrammen (Fig. 8).

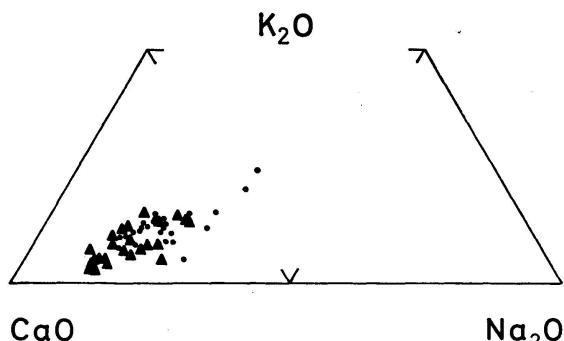


Fig. 8. Vergleich der Hornblende-Gabbros (Dreiecke, 24 Analysen) mit den Hornblende-Dioriten (Punkte, 25 Analysen) des Haupt-Dioritzuges im Dreieck CaO-Na₂O-K₂O. Die Gabbros sind deutlich Ca-reicher als die Diorite; die Variationsfelder beider Typen überlappen sich. Daten nach OKRUSCH und RICHTER (1969) und D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1972).

Damit kommt der starke gabrodioritische Charakter der intermediären Gesteine klar zum Ausdruck.

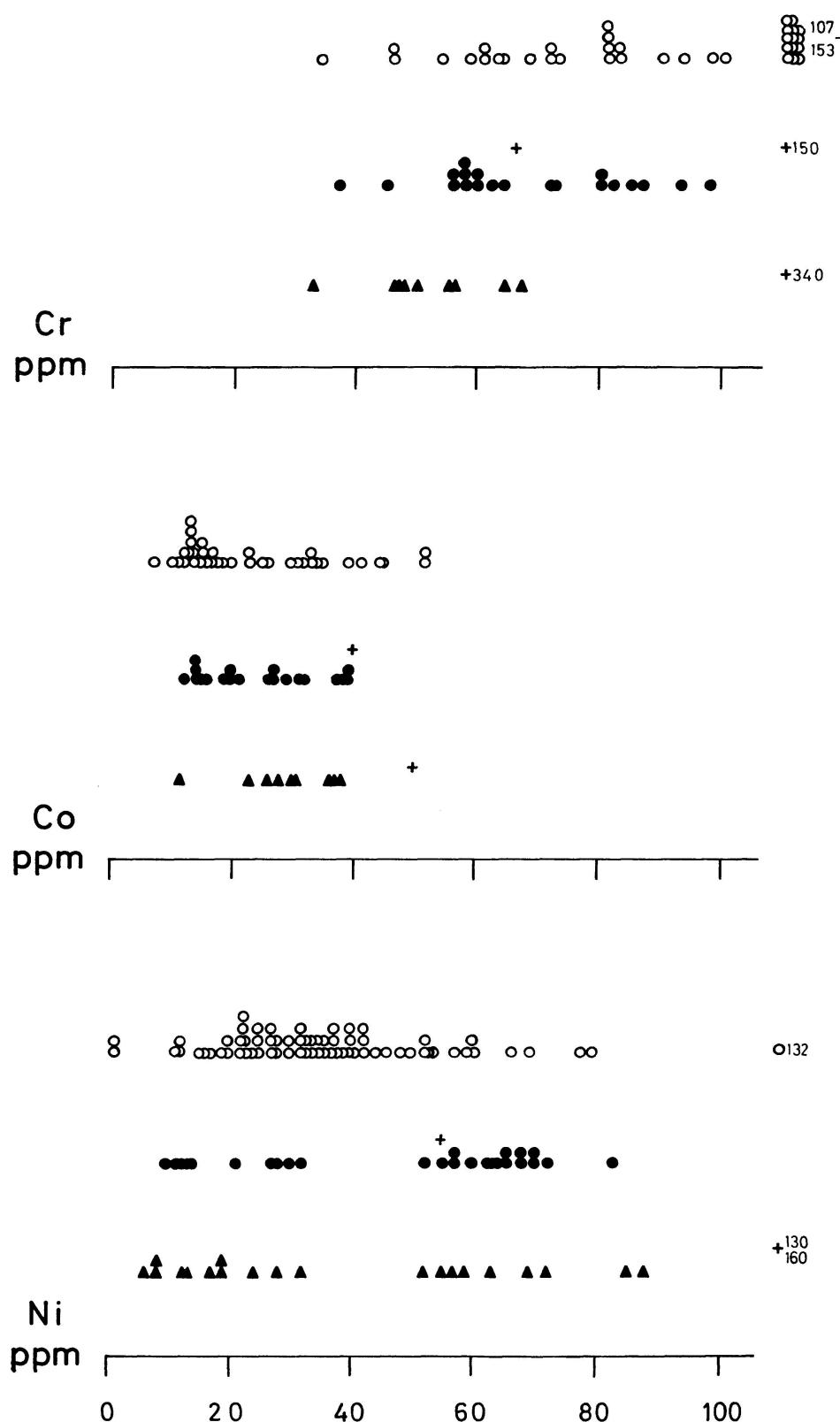
d) Spurenelemente (Fig. 9). Die Werte der Spurenelement-Gehalte streuen weit und die Felder der Gabbros und Diorite überdecken sich. Die Absolutgehalte liegen für viele Spurenelemente weit unterhalb der Mittelwerte aus der Literatur. Auch in den Korrelationsdiagrammen sind keine eindeutigen Trends festzustellen. Eine klare Abtrennung beider Typen ist also auch hier nicht durchführbar.

Wie man sieht, hängt die Deutung der Genese davon ab, welchen Wert man den einzelnen Argumenten gibt. Es sei nun dargelegt, dass die petrographischen Gegebenheiten (Intrusionssequenz, Mineralabfolge) mit dem anatektischen Modell schlecht verträglich sind. Weiter wird gezeigt, dass auch die geochemischen Verhältnisse mit der Differentiationshypothese durchaus vereinbart werden können.

Für eine Anatexis, die zuerst Gabbros, später Gabrodiorite und Diorite liefert, müsste man annehmen, dass im Verlaufe einer von unten nach oben fortschreitenden Mobilisation der Unterkruste zuerst der unterste, gabbroide Bereich aufgeschmolzen wird, hierauf der höhergelegene gabrodioritische usw. Nun ist aber die Unterkruste sicher nicht homogen aufgebaut. Wenn aber saure, intermediäre und basische Bereiche miteinander abwechseln, sollten die leichter mobilisierbaren intermediären Partien *vor* den gabbroiden aufschmelzen und intrudieren. Im Gelände müssten demnach mindestens an einigen Stellen die Hornblende-Diorite als Schollen in den Hornblende-Gabbros liegen! Aber gerade dies ist nicht der Fall, die Gabbros sind immer älter als die Diorite.

Ein weiteres Gegenargument ist die Mineralabfolge: die bis in den Schliffbereich manifeste, enge genetische Verknüpfung der Gabbros mit den Dioriten kann sicher nicht mit unzusammenhängenden, unabhängig voneinander erfolgten Aufschmelzungen unterschiedlicher Edukte erklärt werden. Gerade dieses Argument fordert ein gleiches Stamm-Magma für die Gabbros und Diorite. Auch der Makrochemismus zeigt deutlich die enge Bindung der Diorite zu den Gabbros. Weiter ist das Auftreten von Ultramasfiten ein Indiz dafür, dass Differentiationsvorgänge wirksam waren.

Gegen eine Differentiationshypothese scheinen aber die geochemischen Daten (Fehlen charakteristischer Trends bei den Variationsdiagrammen, Überlappung der Gabbros- und Dioritfelder in den Spurenelementen, Fig. 9) zu sprechen; im Falle einer Differentiation sollten nämlich die Diorite z. B. niedrigere Ni-, Cr- und höhere Sr-Gehalte als die Gabbros aufweisen. Dies trifft aber nicht zu! Aber auch das anatektische Modell kann diese untypischen Verhältnisse (inklusive die in vielen Fällen zu niedrigen Absolutgehalte) nicht restlos klären. Das Problem wird nur aufs Edukt verschoben. Denn da in diesen



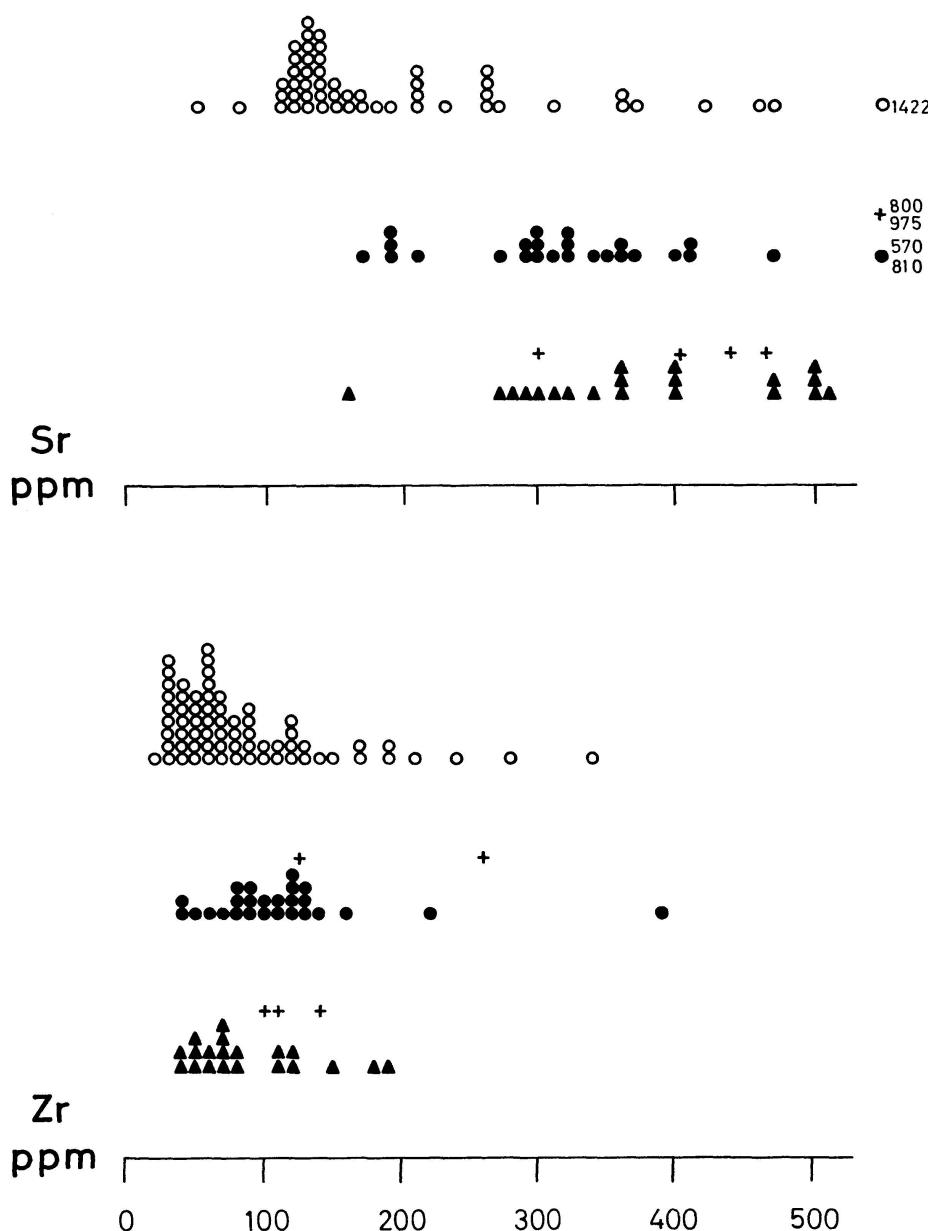


Fig. 9. Vergleich einiger Spurenelement-Gehalte von Hornblende-Gabbros (Dreiecke) und Hornblende-Dioriten (Punkte) des Haupt-Dioritzuges mit Odenwälder Amphiboliten (Kreise). Eingetragen sind auch die Mittelwerte aus der Literatur (Kreuze). Erkennbar sind die Streuung der Werte, die meist untypischen Absolutgehalte (Cr, Ni für Gabbros, Sr für Diorite z. B.) und die nicht durchführbare Trennung der Gabbros von den Dioriten. Nur in den Cr-, Ni- und Sr-Werten ist eine leichte Differenz festzustellen. Die Amphibolite unterscheiden sich in einigen Spurenelementen deutlich von den Gabbros und Dioriten. Daten nach OKRUSCH und RICHTER (1969), SCHUBERT (1968), D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1971, 1972), WEBER-DIEFENBACH (1974).

Edukten der Anatexite sicher orthogenes basisches Material vorliegt, muss auch dieses schon die untypischen Gehalte besessen haben.

Als Edukte für eine palingene Entstehung der Hornblende-Diorite kämen am ehesten die Odenwälder-Amphibolite in Betracht; doch zeigen sich in den Spurengehalten (Fig. 9) beträchtliche Differenzen. Diese Unterschiede sowie die Diskrepanzen im Makrochemismus (OKRUSCH und RICHTER 1969) zeigen klar, dass jedenfalls die Annahme einer anatektischen Genese der Hornblende-Diorite aus den uns *bekannten* Amphiboliten die geochemischen Verhältnisse nicht zu erklären vermag. Ob die Heranziehung von *unbekannten*, gemischt orthogen-paragenen Edukten (D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH 1972) diesen Tatsachen besser gerecht wird, sei dahingestellt.

Nimmt man aber zusätzlich zu den Differentiationsvorgängen die Einwirkung von Assimilationsprozessen an, so können die fehlenden Unterschiede zwischen Gabbros und Dioriten im Spurengehalt zwangsläufig erklärt werden; hatte das Ursprungsmagma schon untypische Absolutwerte und wird im Stadium der Diorit-Differentiation Fremdmaterial assimiliert (worauf petrographische Beobachtungen hinweisen!), worunter auch die Amphibolite mit ungefähr gleichen Ni-, Co-, Zr-Gehalten, aber deutlich höheren Cr- und viel niedrigeren Sr-Werten als die Gabbros, so müssen die Diorite für Ni, Co, Zr etwa die gleichen, für Cr höhere und für Sr leicht niedrigere Werte als die Gabbros aufweisen. Dies ist tatsächlich der Fall (Fig. 9)!

Nach Abwägen aller verfügbaren Kriterien ist also die kombinierte Assimilations-Differentiations-Hypothese im Moment die geeignete, um die Entstehung der Hornblende-Diorite des Haupt-Dioritzuges zu erklären.

Tabelle 2. Ursprungsort der Gabbros und Diorite des Haupt-Dioritzuges sowie des Frankenstein-Gabbros auf Grund gewisser Quotienten.

Daten nach ARMSTRONG (1968), GOTTINI (1968), D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1971), OKRUSCH und RICHTER (1969), WEBER-DIEFENBACH (1974).

| | $\tau = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$ (Max.) | Rb/Sr (Max.) | K/Rb (Max.) |
|---|---|--|----------------|
| Hornblende-Gabbros und -Diorite aus dem Haupt-Dioritzug | 10–11 | Gabbros: 0,03–0,07 Diorite: 0,07–0,09 | 200–600 |
| Olivin-Gabbro vom Frankenstein | 12 | 0,004 | 165 |
| Mantelmaterial | 4–5 | 0,01 | 1200 |
| Krustenmaterial | 12 | 0,15 | 310 |

Die Genese der basischen Ausgangsmagmen hingegen bleibt im Dunkeln. D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH (1972) nehmen eine gleiche Entstehung der Gabbros wie für die Diorite an. Für die Hornblende-Gabbros, die man als Abkömmlinge dieses Magmas ansehen kann, ist jedoch eine Entstehung durch Anatexis aus Amphiboliten aus den gleichen Gründen wie für die Hornblende-Diorite (Fig. 9) auszuschliessen. Als Bildungsort kommt nach Tabelle 2 die

Unterkruste in Frage. Doch zeigt der auf Grund gewisser Indizien (z. B. Vergesellschaftung mit Peridotiten, TROCHIM 1960) juvenil-simatische Gabbro vom Frankenstein (Nord-Odenwald), dass man diese Quotienten vorsichtig beurteilen muss, zumal sie ja bislang hauptsächlich bei Vulkaniten angewendet worden sind.

Im Vorhergehenden wurden einige Besonderheiten und offene Fragen der dioritischen Gesteine des sogenannten Haupt-Dioritzuges diskutiert. Dass wir die anatektischen Prozesse der Dioritbildung nicht unterschätzen, zeigt unsere Abtrennung der lithogenen Biotit-Diorit-Reihe. Sicher aber gibt es im Odenwald auch *Hornblende-Diorite*, die durch Mobilisation entstanden sind. Solche Typen gehören enger zu den – hier nicht besprochenen – Dioritoiden, über die an anderen Stellen publiziert wurde (vgl. ERDMANNSDOERFFER 1949, D. D. KLEMM und WEBER-DIEFENBACH 1971, NICKEL und MAGGETTI 1973).

Generell gilt, dass sich die Kennzeichen der Odenwälder Hornblende-Diorite: starke Inhomogenität im Gefüge, grosse Variationen im Modus, starke Schwankungen und untypische geochemische Verhältnisse sicher nicht mit *nur einem* genetischen Modell erklären lassen. Die Annahme einer Herkunft aus grosser Tiefe (Grenzbereich Mantel/Erdkruste) bedingt, dass sich dort komplexe magmenbildende und -verändernde Prozesse abspielen. Simatisch-juveniles Material dringt in die Erdkruste, assimiliert, hybridisiert sich mit anatektisch gebildeten Schmelzen aller Art. Die so entstandenen Produkte liegen jetzt als Gabbros und Diorite vor und es ist von Fall zu Fall zu entscheiden, welcher Bildungsprozess der Entscheidende war. In vielen Fällen wird aber eine eindeutige genetische Aussage nicht möglich sein.

5. Dioritbildung und Orogenese

Zusammenfassend soll folgendes Modell zur Entstehung der beiden Diorit-Hauptreihen im Odenwald vorgelegt werden.

Nach der Hauptfaltung und -metamorphose der vorvaristischen Gesteine wurde das Gebirge gehoben. In dieser orogenen Dehnungsphase erfolgte auf Bruchzonen eine tiefreichende Druckentlastung, wodurch H_2O -arme Schmelzen in tieferen Krusten- bis oberen Mantelbereichen gebildet wurden. Der Aufstieg dieser schmelzflüssigen basischen Magmen führte zu einer plutonischen Aufheizung und Mobilisation des intrudierten Nebengesteins. Die erst-intrudierten Schmelzen zeigen noch die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas an. Die darauffolgenden Schmelzen (Intrusionstiefe um 1 kb) sind aber schon Abkömmlinge des in tieferen Krustenbereichen durch vielfältige Vermischungen, Assimilationen und Differentiationen veränderten Ursprungsmagmas; die basische Schmelze wurde H_2O -gesättigt. In dieser Herdzone beteiligen sich neben diesen hybridisierten, kontaminierten und differenzierten

sekundären Teil-Schmelzen sicher auch solche palingen-anatektischer Entstehung. Aus den intermediären Schmelzen entstanden die *Hornblende-Diorite*.

In höheren Krustenbereichen (2–3 kb) reichte die Wärmelieferung erst nach Abschluss der Kristallisation der Hornblende-Diorite zur Bildung selbständiger, palingener quarzdioritischer Schmelzen aus Gneisen, aus denen dann die *Biotit-Diorite* kristallisierten.

Dehnung quer zum generellen Streichen des Gebirges schuf die Aufstiegswege parallel dem metamorphen Rahmen, und Einengungen während der Kristallisation führten zur Ausbildung der synkinematischen Paralleltextur.

6. Literaturverzeichnis

ARMSTRONG, R. L. (1968): A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophys.*, 6, 175–199.

BARTH, H. (1972a): Geologische Kartierung im Felsberg-Zug, Bergsträsser Odenwald. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 140, 3, 255–305.

— (1972b): Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträsser Odenwald). *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* 66, Wiesbaden.

BUESCH, W. (1970): Dioritbildung durch Remobilisation II. *N. Jb. Miner. Abh.* 112, 2, 219–238.

EIGENFELD, R. (1963): Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes. *Jh. Geol. L.-A. Bad.-Württ.*, 6, 137–238.

ERDMANNSDOERFFER, O. H. (1949): Die Diorite des Bergsträsser Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. *Heidelberger Beitr. Miner. Petr.* 1, 37–85.

GOTTINI, V. G. (1968): The TiO_2 Frequency in Volcanic Rocks. *Geol. Rdsch.*, 57, 930–935.

HORN, P. (1965): Versuch einer petrogenetischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald. *Diss. Univ. Heidelberg*.

JAEGER, J. C. (1957): The temperatures in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.* 255, 306–318.

KLEMM, G. (1925): Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorspessarts. *Notizbl. Ver. Erdkde. Grossh. Hess. Geol. LA*, V, 8, 116–169.

— (1931): Einschlüsse von Fremdgesteinen in den Dioriten des Odenwaldes. *Notizbl. Ver. Erdkde. Grossh. Hess. Geol. LA*, V, 13, 67–76.

KLEMM, D. D. (1966): Gabbroidisation und Dioritisation am Beispiel einiger Odenwälder Gabbros- und Dioritgebiete. *N. Jb. Miner. Abh.* 104, 3, 259–282.

KLEMM, D. D. und WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. *N. Jb. Miner. Abh.* 116, 1, 80–111.

— (1972): Ein Beitrag zur Geochemie basischer Gesteine des Bergsträsser Odenwaldes. *N. Jb. Miner. Abh.* 8, 1, 43–73.

MAGGETTI, M. (1971): Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelser Zuges. (Mittlerer Bergsträsser Odenwald.) *N. Jb. Miner. Abh.* 115, 2–3, 192–251.

MAGGETTI, M. und NICKEL, E. (1973): Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. *N. Jb. Miner. Abh.* 119, 3, 232–265.

MATTHES, S. und SCHUBERT, W. (1971): Der Original-Beerbachit im Odenwald, ein Amphibolit-Hornfels in Pyroxen-Hornfelsfazies. *Contr. Miner. Petr.* 33, 1, 62–86.

MATTHES, S., OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1972): Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. N. Jb. Miner. Abh. 116, 3, 225–267.

NICKEL, E. (1949): Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefern im westlichen Odenwald. Heidelberger Beitr. Miner. Petr. 1, 427–470.

— (1952): Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald). Heidelberger Beitr. 3, 97–123.

— (1956): Phasenablauf der Tektonogenese im Raume Knoden (Odenwald). N. Jb. Miner. Abh. 89, 3, 302–366.

— (1973): Rheomorphe Strukturen im synorogenen Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, 3, 466.

NICKEL, E. und MAGGETTI, M. (1974): Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträsser Odenwaldes. Geol. Rundschau, im Druck.

OKRUSCH, M. und RICHTER, P. (1969): Zur Geochemie der Dioritgruppe. Contr. Miner. Petr. 21, 75–110.

VON RAUMER, J. (1973): Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). N. Jb. Miner. Abh. 118, 3, 313–336.

SCHUBERT, W. (1968): Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträsser Odenwald. N. Jb. Mineral. Abh. 108, 1, 69–110.

TROCHIM, H. D. (1960): Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein. Diss. Univ. Freiburg.

WEBER-DIEFENBACH, K. (1970): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. Diss. Univ. München.

— (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren kristallinen Odenwaldes. N. Jb. Miner. Abh. 120, 2, 119–146.

YODER, H. S. und TILLEY, C. E. (1962): Origin of Basalt magmas; An experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3, 342–532.

Manuskript eingegangen am 17. Oktober 1973.